中国科学: 地球科学 2019 年 第 49 卷 第 1 期: 7 ~ 25
SCIENTIA SINICA Terrae earthcn.scichina.com





评 述 中国综合地层和时间框架专辑

中国埃迪卡拉纪综合地层和时间框架

周传明[1*], 袁训来[2], 肖书海[3], 陈哲[2], 华洪[4]

1. 中国科学院南京地质古生物研究所和生物演化与环境卓越中心, 资源地层学与古地理学重点实验室, 南京 210008;
2. 中国科学院南京地质古生物研究所和生物演化与环境卓越中心, 现代古生物学和地层学国家重点实验室, 南京 210008;
3. Department of Geosciences, Virginia Tech, Blacksburg, VA 24061, USA;
4. 大陆动力学国家重点实验室, 西北大学地质学系, 西安 710069
* E-mail: cmzhou@nigpas.ac.cn

收稿日期: 2017-07-12; 收修改稿日期: 2018-03-15; 接受日期: 2018-04-18; 网络版发表日期: 2018-06-14
中国科学院战略性先导科技专项B类项目(编号: XDB18000000)和国家自然科学基金项目(批准号: 41672027)资助

摘要 华南埃迪卡拉纪地层发育, 在不同时期保存多个特异埋藏化石生物群, 记录了新元古代全球性冰期结束之后海洋生物群的演化轨迹. 同时, 华南埃迪卡拉系浅水台地相区碳酸盐岩沉积发育, 记录了埃迪卡拉纪古海洋碳同位素组成的连续变化特征. 在华南扬子区埃迪卡拉纪生物地层学、同位素化学地层学和事件地层学研究进展的基础上, 结合放射性同位素地质年代学数据和国际埃迪卡拉系内部划分研究的主体趋势, 提出中国埃迪卡拉系二统六阶的划分方案, 其中上、下统分别包括三个阶. 建议埃迪卡拉系上统的底界放在陡山沱组上部显著碳同位素负漂移(EN3)由正值向负值转换的层位. 建议埃迪卡拉系下统第二阶的底界放在陡山沱组下部刺饰疑源类化石的首现层位, 第二阶地层以碳酸盐岩碳同位素普遍正值(EP1)为特征; 第三阶的底界置于陡山沱组中部碳同位素负漂移(EN2)由正值向负值转换的层位, 第三阶以产出刺饰疑源类上组合为特征. 埃迪卡拉系上统第五阶在华南以产出庙河生物群为特征, 而第六阶则以产出石板滩生物群和高家山生物群为特征. 今后的工作重点将是在深入细致的研究和讨论基础上, 逐步明确各个统、阶界线的层型剖面和点位, 以及正式名称. 华南埃迪卡拉系的部分统、阶的界线剖面具有成为国际层型剖面的潜力.

关键词 埃迪卡拉纪, 生物地层, 同位素化学地层, 层型剖面, 华南

1 引言

1989年, 国际地层委员会通过了前寒武系年代地层划分方案, 以距今25亿年、 16亿年和10亿年作为底界, 将元古宇划分为古元古界、中元古界和新元古界, 并将新元古界进一步分为拉伸系、成冰系和新元古界III系(Plumb, 1991). 2004年, 埃迪卡拉系作为系级年代地层单位, 替代新元古界III系正式进入《国际地层表》(Gradstein等, 2004). 埃迪卡拉系底界的层型剖面为澳大利亚弗林德斯山脉(Flinders Ranges)的依诺拉马沟剖面(Enorama Creek section), 层型点位为那卡林纳组(Nuccaleena Formation)盖帽碳酸盐岩的底界(Knoll等, 2006). 自此, 埃迪卡拉系的地层学研究进入了内部划分的新阶段.

中文引用格式: 周传明, 袁训来, 肖书海, 陈哲, 华洪. 2019. 中国埃迪卡拉纪综合地层和时间框架. 中国科学: 地球科学, 49: 7–25, doi: 10.1360/N072017-00230
英文引用格式: Zhou C M, Yuan X L, Xiao S H, Chen Z, Hua H. 2019. Ediacaran integrative stratigraphy and timescale of China. Science China Earth Sciences, 62: 7–24, https://doi.org/10.1007/s11430-017-9216-2

新元古代早期Rodinia超级大陆的聚合(~900Ma)和随后的裂解(720~580Ma), 以及Gondwana超级大陆在寒武纪最早期(~540Ma)的形成(Li等, 2008, 2013)对地球表层环境产生了决定性的影响. 埃迪卡拉纪(635~541Ma)处于Rodinia超级大陆裂解的末期至Gondwana超级大陆完成聚合的阶段, 其间发生了大气增氧事件和古海洋环境的剧烈波动(Fike等, 2006; McFadden等, 2008; Sahoo等, 2012, 2016; Scott等, 2008), 是见证新元古代全球性冰期结束之后海洋生物面貌的快速更替, 并最终发生寒武纪生命大爆发的关键转折时期.

近年来, 尽管在埃迪卡拉纪早期发现了类型丰富的宏体藻类和可能的动物化石——蓝田生物群(Yuan等, 2011), 陡山沱型刺饰疑源类可能在埃迪卡拉纪晚期继续存在(Anderson等, 2017; Ouyang等, 2017), 但从全球范围来看, 埃迪卡拉纪早期海洋生物群面貌仍然以刺饰疑源类为代表的微体真核生物占主导地位为特征, 而晚期则以埃迪卡拉宏体生物群统治海洋生物圈为显著特点(Xiao和Laflamme, 2009). 埃迪卡拉纪发生了多次区域性冰期事件, 其中~580Ma的Gaskiers冰期(Pu等, 2016)前后海洋生物群面貌发生了显著变化, 因此成为埃迪卡拉系划分对比的重要标准之一(Narbonne等, 2012; Xiao等, 2016).

碳、硫和锶同位素特征不仅在探讨埃迪卡拉纪古气候和古海洋环境变化中具有重要作用, 同位素化学地层学在埃迪卡拉系划分对比中也得到了广泛应用. 埃迪卡拉系底部、中部和顶部的3次碳同位素负漂移特征在埃迪卡拉纪地层的区域和洲际对比中起到了重要作用. 近年来, 越来越多的来自世界各地的碳同位素曲线都显示在埃迪卡拉系中部出现了一次显著的碳同位素负漂移事件——Shuram excursion(Grotzinger等, 2011). 尽管目前对这次地质历史中最大幅度碳同位素负漂移的成因、变化特征, 以及发生和持续时间尚有不同认识, 但其作为重要的埃迪卡拉纪地层划分对比标志在学界已得到基本共识(Xiao等, 2016).

中国的埃迪卡拉纪地层发育, 在不同时期连续产出多个特异埋藏化石库, 如, 蓝田生物群、瓮安生物群、庙河生物群、石板滩生物群和陡山沱组硅质微生物化石组合等, 为认识埃迪卡拉纪的生物演化过程提供了珍贵的资料(袁训来等, 2002, 2016; Chen等, 2014; Liu等, 2014a、b; Xiao等, 2014a; Zhou等, 2007). 同时, 近年来国内外学者在华南埃迪卡拉系进行了详细的生物地层学、同位素化学地层学、放射性同位素地质年代学以及事件地层学等方面的研究(Xiao等, 2016), 为开展埃迪卡拉系综合地层划分对比打下了坚实的基础.

2 埃迪卡拉系的建立和划分对比

在埃迪卡拉系建立之前, 中国的震旦系(纪)是较早提出的地层名称, 其含义几经变更(详见下节叙述). 1924年, 李四光等人将湖北三峡地区寒武系之下、黄陵花岗岩之上未变质的地层称为震旦系(Lee和Chao, 1924). 1952年, 前苏联学者索科洛夫依据乌拉尔山脉和俄罗斯地台寒武系之下的碎屑岩地层, 提出文德系(Vendian System)的概念(Sokolov, 1952). 在19世纪60年代, 前寒武纪冰川沉积(Harland和Rudwick, 1964)和埃迪卡拉化石(Glaessner, 1966)已经在世界各地发现, 了解它们在不同地区之间的对比关系显得尤为迫切. Harland(1964)提出在寒武系之下建立始寒武系(Infra-Cambrian)或瓦兰吉系(Varangian System), 其底界放在挪威最老冰碛沉积的底部. Jenkins(1981)提出建立埃迪卡拉系(Ediacaran System), 其底界放在澳大利亚南部埃迪卡拉化石首次出现的层位. Cloud和Glaessner(1982)也提出埃迪卡拉系(Ediacarian System)的概念, 但其底界放在Marinoan冰碛岩之上盖帽碳酸盐岩的底部. Harland等(1990)提出在晚前寒武纪建立震旦代(界)(Sinian Era/Erathem), 划分为斯图特系(Sturtian System)和文德系, 其中文德系又划分为瓦兰吉统(Varangian Series)和埃迪卡拉统(Ediacaran Series). 国际地层委员会于1989年批准将元古代划分为古元古代、中元古代和新元古代, 并进一步划分了一系列的系级地层单元. 但与显生宙不同的是, 这些纪(系)是按照全球标准地层年龄(GSSA)来划分的(Plumb, 1991). 其中新元古界最上部的一个系被暂时命名为新元古界III系(Neoproterozoic III), 其定义和内涵留待进一步工作后落实. 10余年后, 国际地层委员会末元古系分会投票确定末元古系的全球层型剖面和点位(GSSP), 并正式命名为埃迪卡拉纪/系(Ediacaran Period/System), 其底界放在Cloud和Glaessner(1982)建议的Marinoan冰碛岩之上盖帽碳酸盐岩的底部(Knoll等, 2006)(表1).

在宏体化石(以埃迪卡拉生物群为代表)生物地层

表 1　埃迪卡拉系建立和沿革表[a)]

<table>
<tr><th colspan="3">Lee 和 Chao (1924)</th><th>Harland (1964)</th><th colspan="2">Cloud 和 Glaessner (1982)</th><th colspan="3">Harland 等 (1990)</th><th colspan="2">Plumb (1991)</th><th colspan="2">ICS (2004)</th><th colspan="2">ICS (2008)</th></tr>
<tr><td colspan="4">寒武系</td><td rowspan="3">显生宇</td><td colspan="10">寒武系</td></tr>
<tr><td rowspan="5">震旦系</td><td>上统</td><td>灯影灰岩</td><td rowspan="4">始寒武系-瓦兰吉系</td><td rowspan="2">埃迪卡拉系
670</td><td rowspan="4">震旦界</td><td rowspan="3">文德系</td><td rowspan="2">埃迪卡拉统
590</td><td rowspan="6">新元古界</td><td rowspan="2">新元古界III系
650</td><td rowspan="6">新元古界</td><td rowspan="2">埃迪卡拉系
630</td><td rowspan="6">新元古界</td><td rowspan="2">埃迪卡拉系
635</td></tr>
<tr><td>中统</td><td>陡山沱岩系</td></tr>
<tr><td rowspan="3">下统</td><td rowspan="3">南沱组</td><td rowspan="4">上元古界</td><td rowspan="4"></td><td>瓦兰吉统</td><td rowspan="2">成冰系</td><td rowspan="2">成冰系</td><td rowspan="2">成冰系</td></tr>
<tr><td colspan="2">斯图特系</td></tr>
<tr><td rowspan="2"></td><td colspan="3" rowspan="2"></td><td rowspan="2">拉伸系</td><td rowspan="2">拉伸系</td><td rowspan="2">拉伸系</td></tr>
<tr><td colspan="3">黄陵花岗岩</td></tr>
</table>

a) 表中年龄值单位为Ma

学、微体化石(以陡山沱型刺饰疑源类为代表)生物地层学、碳和锶同位素化学地层学、(冰期)事件地层学，以及精确的放射性同位素地质年代学研究基础上，近年来前人已经尝试开展埃迪卡拉系的内部划分工作. 综合分析不同地区的古生物学和同位素化学地层资料，Narbonne等(2012)提出埃迪卡拉系划分的两套初步方案. 他们的首选方案是以~580Ma的Gaskiers冰期为界(对应于华南埃迪卡拉系下部的碳同位素负漂移EN2)，将埃迪卡拉系分为上、下两个统. 其中下统包括一个阶，以产出*Tianzhushania*占主导地位的刺饰疑源类化石为特征；上统划分为三个阶，分别对应于埃迪卡拉生物群三个不同时期的化石组合. 考虑到碳同位素化学地层学标志与Gaskiers冰期对比的不确定性，Narbonne等(2012)提出另外一个埃迪卡拉系划分的备选方案. 该方案仍以~580Ma的Gaskiers冰期为界(对应于华南埃迪卡拉系中部的碳同位素负漂移EN3和Shuram/Wonoka excursion)，将埃迪卡拉系分为上、中、下三个统. 其中下统包括一个阶，以产出*Tianzhushania*占主导地位的刺饰疑源类化石为特征；中统包括一个阶，以产出华南陡山沱组刺饰疑源类上组合，以及澳大利亚和西伯利亚等地埃迪卡拉纪刺饰疑源类组合为特征；上统划分为三个阶，仍然分别以产出埃迪卡拉生物群三个不同时期的化石组合为特征. Xiao等(2016)总体继承了上述划分方案，他们进一步建议在三统方案中，下统可分为两个阶，其中第一阶主要以盖帽白云岩沉积地层为主，而第二阶则标志着Marinoan冰期结束之后，以陡山沱型刺饰疑源类为代表的微体真核生物开始繁盛的阶段. 目前，制约埃迪卡拉系内部划分取得进一步发展的主要障碍是系内部缺少精确的放射性同位素年龄，特别是埃迪卡拉纪内部几次显著的碳同位素负漂移事件(如EN2和EN3/Shuram/Wonoka事件)都缺少年龄约束，因此限制了它们与生物地层标志

和事件地层标志的准确对比.

3 中国震旦系的沿革

震旦系(纪)的命名已经有130多年的历史, 建系以来, 震旦系的涵义经历了多次变更(表2), 从1882年震旦系最初指的是辽东等地位于结晶片麻岩之上的前寒武纪和寒武纪地层, 到仅包括山东、辽东等地的寒武纪-奥陶纪地层, 再到把山西、河北等地古老变质岩之上、寒武系之下的未变质或轻变质沉积地层定义为震旦系(Grabau, 1922; 参见彭善池等, 2012). 之后, 李四光等在调查湖北长江三峡地质时将黄陵花岗岩之上、寒武系之下未变质沉积地层称为震旦系, 并划分为下统的南沱砂岩(即后来的莲沱组砂岩)和南沱冰碛岩、中统的陡山沱组和上统的灯影灰岩(Lee和Chao, 1924), 由此湖北峡东剖面成为"南方震旦系"的代表. 在华北, 高振西等(Kao等, 1934)在研究天津蓟县前寒武系剖面后, 把古老变质岩之上9000余米的海相沉积地层命名为"震旦系", 划分成10个岩组, 成为"北方震旦系"的代表(表2). 但随着研究工作的深入和同位素年龄数据的增多, 人们发现蓟县的"震旦系"不仅时间跨度大, 沉积时代也远早于南方震旦系, 两者为不同时代的沉积. 1975年在北京召开的"中国震旦系讨论会"决定使用"震旦亚界"来圈定蓟县的前寒武纪地层, 包括长城系、蓟县系、青白口系和震旦系, 并明确认定以峡东剖面为代表的震旦系位于蓟县剖面的青白口系之上. 几年后, "震旦亚界"被废除, 震旦系限用于以湖北长江三峡东部剖面为代表的一段晚前寒武纪地层, 暂用莲沱组的底界作为系的底界. 但是, 中国地质学家对震旦系底界的选择长期存在不同的认识. 刘鸿允等(1991)将震旦系底界置于晋宁运动不整合面之上, 薛耀松等(2001)则主张将震旦系底界放在古城组或铁丝坳组冰碛岩之底, 而汪啸风等(2001)则主张将震旦系底界放在陡山沱组二段近底部, 以南沱冰期后首次海侵所形成的含刺饰疑源类黑色泥页岩的出现为标志(表2).

为了应对国际上新元古界建系的需要, 2000年第三届全国地层会议决定将中国新元古界由原来的二分变为三分, 自下而上3个系级年代地层单位分别为青白口系、南华系和震旦系. 其中, 新修订的震旦系只包括陡山沱组和灯影组, 即原来的上震旦统, 而在震旦系陡山沱组之下和青白口系之间创建了南华系(表2). 至此, 震旦系的定义被国内外学者广泛认为是与埃迪卡拉系涵义相同的系级单位.

根据华南埃迪卡拉纪生物地层学和碳同位素化学地层学的研究, 中国地质工作者先后提出多个中国埃迪卡拉纪的内部划分建议和方案. 邢裕盛(1988)将原震旦系上统分为陡山沱村阶和灯影峡阶. Zhu等(2007)将埃迪卡拉系分为2统5阶, 后来对统和阶的划分界线又做了很大的调整(朱茂炎等, 2016)(表2). 刘鹏举等(2012)建议将埃迪卡拉系分为2统5阶, 后来又修订为2统7阶(刘鹏举等, 2016)(表2). 2014年, 全国地层委员会发布了最新的《中国地层表》, 其中震旦系(埃迪卡拉系)被划分为2统4阶, 下震旦统包括九龙湾阶和陈家园子阶, 上震旦统包括吊崖坡阶和灯影峡阶(表2).

4 中国埃迪卡拉纪综合年代地层框架

华南埃迪卡拉纪综合地层学研究在过去几十年中取得了很大进展, 在岩石地层学、生物地层学和同位素化学地层学等方面成果丰硕, 为中国埃迪卡拉系的内部划分和对比打下了坚实的基础.

4.1 鄂西黄陵背斜地区埃迪卡拉纪地层

鄂西黄陵背斜地区埃迪卡拉纪地层发育, 其中宜昌三峡地区是我国埃迪卡拉系代表性剖面所在地. 三峡地区埃迪卡拉系包括陡山沱组和灯影组, 其中陡山沱组一般分为四个岩性段, 分别以白云岩、黑色泥页岩夹泥质白云岩、碳酸盐岩和黑色页岩为特征, 其中在二段和三段产出的燧石结核中, 精美保存了大量刺饰疑源类和多细胞藻类化石(见下文叙述). 灯影组自下而上分为蛤蟆井段(白云岩)、石板滩段(灰岩)和白马沱段(白云岩).

陡山沱组一段和二段的地层在黄陵背斜地区可以进行很好的追踪对比, 而陡山沱组三段和四段的地层序列在不同区域出现明显变化(Zhou等, 2017). 在鄂西地区黄陵背斜的东部, 陡山沱组三段由白云岩组成, 四段很薄(<1m)或消失. 在中部地区, 陡山沱组三段由白云岩(中东部)或白云岩+灰岩(中西部)组成, 四段为厚约10余米的黑色页岩. 而在黄陵背斜西南地区, 陡山沱组上部地层序列为下白云岩段(白云岩或白云岩+灰岩)-下黑色页岩段-上白云岩段-上黑色页岩段(庙河段), 其中庙河段产出大量的宏观藻类化石(图1). Lu等

表 2 中国埃迪卡拉系建立和划分沿革表[a)]

方案	上覆	系	统/群	阶/组(自上而下)	下伏
Grabau (1922)	寒武系	震旦系			五台岩系
Kao 等 (1934)	寒武系	震旦系	青白口群; 蓟县群; 南口群	青白口群: 景儿峪灰岩, 下马岭页岩; 蓟县群: 铁岭灰岩, 洪水庄页岩, 雾迷山灰岩, 杨庄页岩; 南口群: 高于庄灰岩, 大红峪石英岩, 串岭沟页岩, 长城石英岩	五台岩系
Lee 和 Chao (1924)	寒武系	震旦系	上震旦; 中震旦; 下震旦	上震旦: 灯影灰岩; 中震旦: 陡山沱岩系; 下震旦: 南沱组(冰碛岩段, 砂岩段)	黄陵花岗岩
全国地层委员会 (1983)	寒武系	震旦系	上震旦统; 下震旦统	上震旦统: 灯影组, 陡山沱组; 下震旦统: 南沱组, 莲沱组	青白口系
全国地层委员会 (2001)	寒武系	震旦系; 南华系	震旦系: 上震旦统, 下震旦统; 南华系: 上南华统, 下南华统	上震旦统: 灯影峡阶; 下震旦统: 陡山沱阶	青白口系
全国地层委员会 (2014)	寒武系 (541)	震旦系; 南华系	震旦系: 上震旦统, 下震旦统; (635) 南华系: 上南华统, (660) 中南华统, 下南华统 (780)	上震旦统: 灯影峡阶, (550) 吊崖坡阶; 下震旦统: 陈家园子阶, 九龙湾阶	青白口系
汪啸风等 (2001)	寒武系	震旦系	上统; 下统	上统: 龙灯峡阶, 四溪阶; 下统: 庙河阶, 田家园子阶	南华系
Zhu 等 (2007)	寒武系	埃迪卡拉系	扬子统; 峡东统	扬子统: 第五阶, 第四阶, 第三阶; 峡东统: 第二阶, 第一阶	成冰系
朱茂炎等 (2016)	寒武系	埃迪卡拉系	扬子统; 峡东统	扬子统: 第五阶, 第四阶; 峡东统: 第三阶, 第二阶, 第一阶	成冰系
刘鹏举等 (2012)	寒武系	埃迪卡拉系	扬子统; 峡东统	扬子统: 第五阶, 第四阶, 吊崖坡阶; 峡东统: 陈家园子阶, 九龙湾阶	成冰系
刘鹏举等 (2016)	寒武系	埃迪卡拉系	扬子统; 峡东统	扬子统: 第七阶, 第六阶, 第五阶; 峡东统: 第四阶, 第三阶, 第二阶, 第一阶	成冰系
本文	寒武系	埃迪卡拉系	上统; 下统	上统: 第六阶, 第五阶, 第四阶; 下统: 第三阶, 第二阶, 第一阶	成冰系

a) 表中年龄值单位为Ma

(2013)认为秭归庙河和九曲垴剖面庙河段之下的上白云岩段为非原位的外来白云岩块体，但稳定的区域分布以及与上下地层整合的接触关系显示其为正常的沉积地层.

传统的地层对比方案将黄陵背斜西部地区的庙河段黑色页岩与中东部地区的四段黑色页岩进行对比. 近年来, An等(2015)根据区域层序地层学分析, 将黄陵背斜西部地区陡山沱组下黑色页岩段和中东部地区的陡山沱组四段进行对比，将陡山沱组上白云岩段和中东部的灯影组蛤蟆井段白云岩对比，进而将黄陵背斜西部地区的陡山沱组庙河段和中东部地区的灯影组石板滩段下部地层进行对比(图1A).

然而，陡山沱组之上的灯影组地层序列(蛤蟆井段-石板滩段-白马沱段)在黄陵背斜地区发育稳定，同时庙河段与石板滩段化石组成面貌不同，与世界其他地区埃迪卡拉化石组合对比表明，庙河生物群的出现应早于石板滩生物群. 据此, Zhou等(2017)认为西部地区的下白云岩段与中东部地区的陡山沱组三段进行对比，下黑色页岩段-上白云岩段-上黑色页岩段(庙河段)应与中东部地区的陡山沱组四段黑色页岩进行对比，东部地区上白云岩的缺失反映了区域岩相变化(图1B). 最近，黄陵背斜地区陡山沱组和灯影组有机碳同位素组成的研究结果表明，西部地区庙河段的有机碳同位素特征与中东部陡山沱组四段非常相似，而与石板滩段明显不同，进一步支持了庙河段和陡山沱组四段进行对比的方案(Xiao等, 2017).

上述地层对比表明，与以前人们更加关注的中东部地区(例如九龙湾剖面)相比，黄陵背斜西部地区陡山沱组上部碳酸盐岩地层序列发育更为齐全，从而提供了更加完整和复杂的埃迪卡拉系中部碳同位素变化特征. 相对于中东部地区陡山沱组上部碳同位素曲线只出现一次负漂移(EN3)，西部地区多个剖面的碳同位素分析表明，陡山沱组上部碳同位素曲线包括两次碳同位素负漂移(下部的JNE, 九曲垴碳同位素负漂移; 上部的MNE, 庙河碳同位素负漂移)，以及其间的碳同位素正漂移(DPE，吊崖坡碳同位素正漂移)(Zhou等, 2017).

4.2　中国埃迪卡拉纪生物地层框架

中国埃迪卡拉纪的生物地层学材料主要来自华南地区. 华南埃迪卡拉纪地层以产出多个特异保存化石库而闻名于世. 陡山沱组磷块岩中以磷酸盐化方式保存的瓮安生物群(袁训来等2002; Xiao等, 2014a、b), 以及陡山沱组燧石结核中硅化保存的微体化石生物群(Yin等, 2007; Liu等, 2014a、b)产出可能的动物胚胎化石(图2i)和微体动物成体化石、多细胞藻类, 以及形态多样、具有生物地层学潜力的刺饰疑源类化石(图2e~h); 蓝田生物群产于埃迪卡拉系蓝田组，该生物组合是迄今最古老的复杂宏体真核化石生物群，它既包含了扇状、丛状生长的海藻(图2d)，也有具触手和类似肠道特征、形态可与现代腔肠动物相比较的后生动物(图2c)(袁训来等，2016). 庙河生物群产于陡山沱组上部黑色页岩中，该化石组合不仅包括形态多样的宏体藻类化石和可能的腔肠动物栖管化石(图2a)，也有埃迪卡拉型动物化石*Eoandromeda octobrachiata*(图2b)(丁莲芳等, 1996; Tang等, 2008; Xiao等, 2002). 华南埃迪卡拉系灯影组不仅产出以具有早期矿化骨骼化石为主的高家山生物群(图3a~c)(华洪等，2001)，还产出以典型的埃迪卡拉宏体生物化石为主的石板滩生物群(图3d~h)(Chen等, 2013, 2014).

在华南，对埃迪卡拉纪微体化石的研究开始于20世纪70年代(尹磊明和李再平，1978). Zhang等(1998)在总结前人研究成果的基础上对三峡地区与瓮安的埃迪卡拉纪刺饰疑源类进行了综合研究和系统报道. Zhou等(2007)通过对湖北宜昌三峡地区陡山沱组硅质结核样品的逐层采集和微体化石分析，在明确指出其局限性的同时，肯定了疑源类用于陡山沱组划分和对比的可能性，并就其区域和全球的对比关系以及埃迪卡拉纪的疑源类演化提出了认识. 随后, McFadden等(2009)、尹崇玉等(2009)和Liu等 (2013，2014a、b)相继从不同角度探讨了湖北宜昌地区陡山沱组下部与上部的疑源类化石组合特征及其区别，以此作为区域和全球地层划分和对比的依据.

湖北宜昌三峡地区陡山沱组二段的化石组合(带)即下组合(带)被称为*Tianzhushania spinosa*带，以*Tianzhushania spinosa*(图2g)和*Tianzhushania*属的其他类型的大量出现为特征；而三段的化石组合(带)即上组合(带)被称为*Hocosphaeridium anozos*带(曾称为*Tanarium conoideum*带)，化石分异度较高，以不含*Tianzhushania*属化石，且大量出现*Hocosphaeridium anozos*及*Hocosphaeridium*属其他类型(图2e、f)、Tanarium属各类型(尤其是模式种*Tanarium conoideum*)为特征(Yin等,

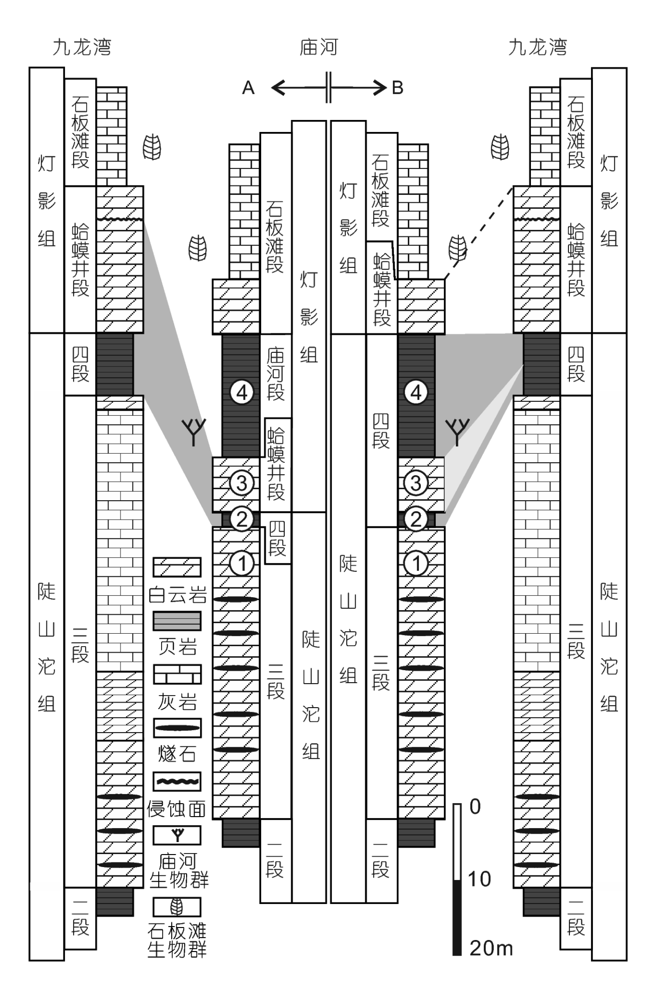


图 1　鄂西黄陵背斜地区西部(庙河)和中东部(九龙湾)埃迪卡拉系陡山沱组上部和灯影组下部地层划分对比方案

A, An等(2015); B, Zhou等(2017). ① 下白云岩段, ② 下黑色页岩段, ③ 上白云岩段, ④ 上黑色页岩段(庙河段)

2011; Liu等, 2013; Xiao等, 2016).

随着化石材料的不断积累, 对宜昌地区陡山沱组刺饰疑源类组成的认识正在发生变化. 一些原来认为三段特有的化石类型, 如*Variomargosphaeridium*和*Hocosphaeridium*在二段也有发现(欧阳晴等, 2015; Hawkins等, 2017). 因此, 随着工作的深入, 有理由推测二段的化石组成将更加丰富, 同时, 将陡山沱组刺饰疑源类简单划分为上下两个组合带的做法可能不足以真实反映其多样性与演化序列.

由于华南陡山沱组的微体化石目前只在燧石结核和磷块岩中发现, 这种岩性的选择必然造成较大的埋藏偏差(Zhou等, 2007). 加上各个地区研究程度的不同, 目前陡山沱组刺饰疑源类化石组合仍不能独立应用于地层划分对比, 将陡山沱组的这两个化石组合(带)推广到三峡地区之外的华南其他地区需要更多的工作. 除了前期在陕南勉县、江西上饶和贵州瓮安等地的陡山沱组磷块岩中发现和报道刺饰疑源类之外(周传明等, 2002), 近年来在湘西溪口镇和四都坪乡等剖面陡山沱组燧石结核中都发现了刺饰疑源类的组合(Hawkins等, 2017; Ouyang等, 2017). 这些化石组合的发现和进一步研究将为在华南地区陡山沱组开展疑源类生物地层学工作提供了更为丰富的资料.

在世界范围内, 陡山沱型的刺饰疑源类已经在许多地区被发现, 包括澳大利亚(Grey, 2005)、西伯利亚(Moczydłowska和Nagovitsin, 2012)、斯瓦尔巴德群岛(Knoll, 1992), 以及挪威南部(Vidal, 1990). 陡山沱组下组合带标志化石*Tianzhushania spinosa*在印度小喜马拉雅地区Infral Krol组被发现和报道(Joshi和Tiwari, 2016), 而上组合带标志化石*Hocosphaeridium anozos*在澳大利亚被发现和报道(Zang和Walter, 1992;Willman和Moczydłowska, 2008). 疑源类化石在世界范围内的广泛分布表明疑源类生物地层学在埃迪卡拉纪中下部地层的划分对比中将发挥重要作用(Xiao等, 2016).

庙河生物群保存在陡山沱组上部的黑色页岩中, 目前在湖北宜昌三峡地区和贵州江口桃映等地发现(丁莲芳等, 1996; 赵元龙等, 2004; Ye等, 2017). 庙河生物群以保存布尔吉斯型宏体碳质压膜化石为特征, 描述的化石属种超过100个(丁莲芳等, 1996). Xiao等(2002)确认有效化石类型约20个, 其中包括红藻、褐藻、绿藻、原核生物群聚体, 以及可能的刺胞动物化石. Tang等(2008)报道在贵州江口桃映庙河生物群中发现了*Eoandromeda octobrachiata*(图2b), 并解释其为栉水母类的干群类型(Zhu等, 2008; Tang等, 2011). *E. octobrachiata*曾在湖北三峡地区庙河生物群中被发现, 但当时被解释为遗迹化石(丁莲芳等, 1996). 有意义的是该类化石也出现在澳大利亚南部Rawnsley Quartzite砂岩中(Zhu等, 2008), 表明庙河生物群在时代和化石类型上与澳大利亚南部的埃迪卡拉生物群都可以进行对比.

近年来华南埃迪卡拉纪古生物学研究取得的重要进展之一是在湖北三峡地区雾河村灯影组石板滩段灰岩中发现了典型的埃迪卡拉生物群化石(图3d~h)(Chen等, 2014). 通过大量的野外发掘, 目前已发现化

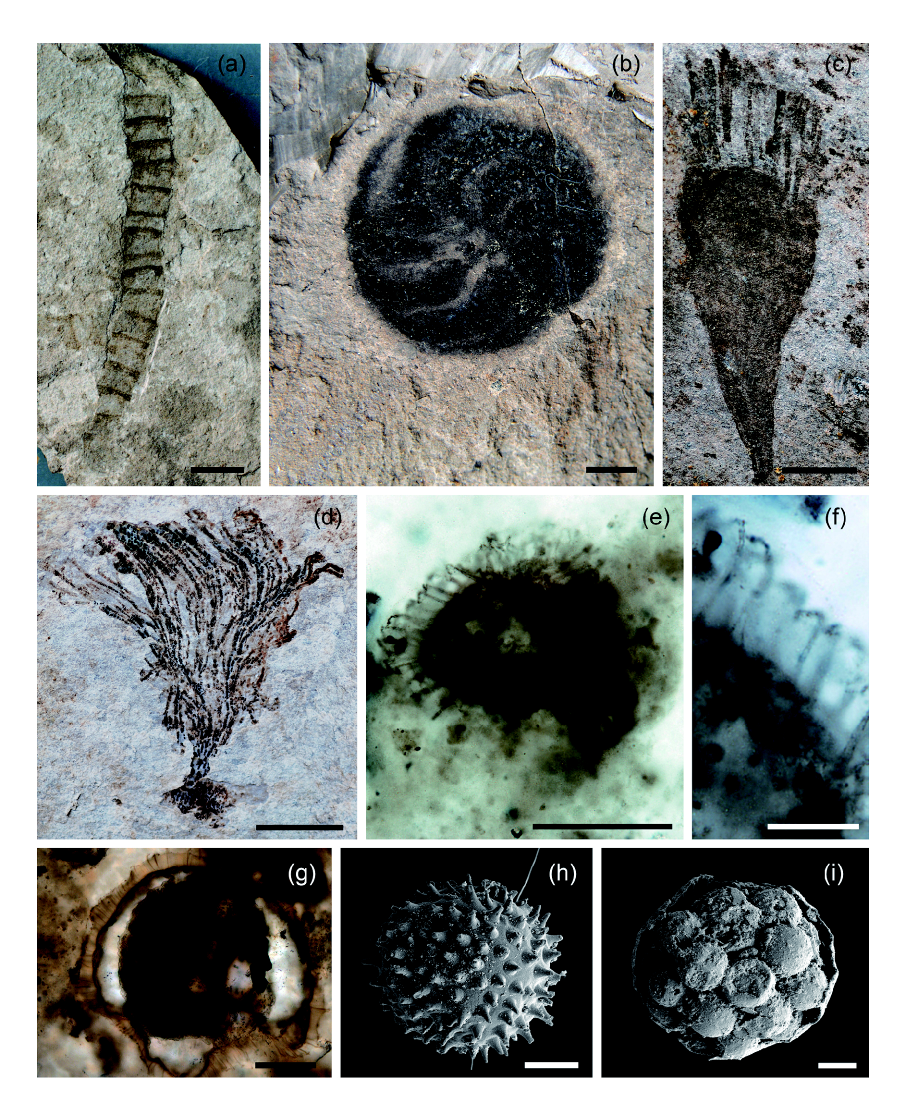


图 2　华南埃迪卡拉系陡山沱组代表性化石

(a) *Calyptrina striata*, 湖北秭归庙河; (b) *Eoandromeda octobrachiata*, 贵州江口桃映; (c) *Lantianella laevis*, 安徽休宁蓝田; (d) *Doushantuophyton cometa*, 安徽休宁蓝田; (e) *Hocosphaeridium dilatatum*, 湖北宜昌樟村坪; (f) (e)的局部放大, 示钩状突起; (g) *Tianzhushania spinosa*, 湖北宜昌晓峰河; (h) *Mengeosphaera chadianensis*, 贵州瓮安; (i) *Megasphaera* sp., 贵州瓮安. 比例尺: (a)~(d) 5mm; (e) 50μm; (f) 10μm; (g)~(i) 100μm

石超过19属、 26种. 化石组合分析和同位素地质年代学研究显示, 石板滩生物群与纳米比亚纳玛群的纳玛组合可以进行对比, 记录了埃迪卡拉生物群演化最晚期阶段的面貌特征(Chen等, 2014).

高家山生物群主要产自陕西宁强地区灯影组高家山段, 以产出管状后生动物化石和遗迹化石为主(图3a~c), 自下而上可以分为3个化石组合带, 即*Shaanxilithes-Helminthopsis*组合带、*Conotubus-Gaojiashania-Protolagena*组合带, 以及*Sinotubulites-Cloudina*组合带(华洪等, 2001; Hua等, 2007), 其中*Sinotubulites-Cloudina*组合带的代表性分子在湖北三峡地区灯影组石板滩段-白马沱段过渡地层被发现和报道(陈孟莪、王义昭, 1977), *Shaanxilithes*出现在云南东部灯影组旧城段, 以及宁夏贺兰山正目观组和青海大柴旦皱节山组地层(Shen等, 2007; 张志亮等, 2015). 同时, *Sinotubulites*、*Cloudina*和*Shaanxilithes*等在世界许多地区埃迪卡拉纪晚期地层均有发现(Tarhan等, 2014; Cai等, 2015; Cortijo等, 2015), 显示出它们具有成为区域和洲际埃迪卡拉纪晚期地层对比标准化石的潜力(Hua等, 2007).



图 3　华南埃迪卡拉系灯影组代表性化石

(a) *Cloudina sinensis*, 陕西宁强; (b) *Conotubus hemiannulatus*, 陕西宁强; (c) *Shaanxilithes ningqiangensis*, 贵州清镇; (d) *Wutubus annularis*, 湖北宜昌; (e) *Rangea schneiderhoehni*, 湖北宜昌; (f) *Hiemalora pleiomorpha*, 湖北宜昌; (g) *Charniodiscus* sp., 湖北宜昌; (h) 遗迹化石, 湖北宜昌. 比例尺: (a) 1mm; (b)、(e)、 (f) 1cm; (c)、(d)、(g)、(h) 2cm

上述华南埃迪卡拉纪化石生物群完整记录了在新元古代全球性冰期之后到寒武纪生命大爆发之前这段时期的地球海洋生物圈演化的基本特征, 为埃迪卡拉纪地层的内部划分和对比提供了基础生物地层框架(图4).

4.3　中国埃迪卡拉纪碳同位素化学地层框架

Lambert等 (1987)发表了湖北宜昌三峡地区埃迪卡拉系(当时的震旦系上统, 包括陡山沱组和灯影组)第一条完整的无机碳同位素曲线. Yang等 (1999)对该剖面进行了更高分辨率的碳同位素特征分析. 自此以后, 不同学者对华南扬子区埃迪卡拉系不同相区的剖面开展了大量的碳同位素分析和化学地层学工作(Jiang等, 2007; Zhou和Xiao, 2007; Zhou等, 2017; Zhu等, 2007, 2013).

Zhou和Xiao(2007)对华南扬子区埃迪卡拉系碳同位素变化特征进行了总结(图4). 它们包括: 陡山沱组底部盖帽白云岩中碳同位素的低负值(EN1), 陡山沱组下部碳同位素的正漂移(EP1), 陡山沱组中部碳同位素的负漂移(EN2), 陡山沱组中上部碳同位素正漂移(EP2), 陡山沱组近顶部碳同位素负漂移(EN3), 灯影组下部碳同位素正漂移(EP3), 灯影组中上部碳同位素稳定正值(EI), 以及灯影组顶部开始并延续到寒武系底部的碳同位素显著负漂移(EN4). 此外, Zhu等 (2013)的进一步研究发现在EN1和EN2之间还存在1次小幅度的碳同位素负漂移(WANCE), Zhou等 (2017)发现在EN3和EP3之间还存在1次碳同位素的正漂移(DPE)和随后的1次负漂移(MNE). 在上述碳同位素变化特征

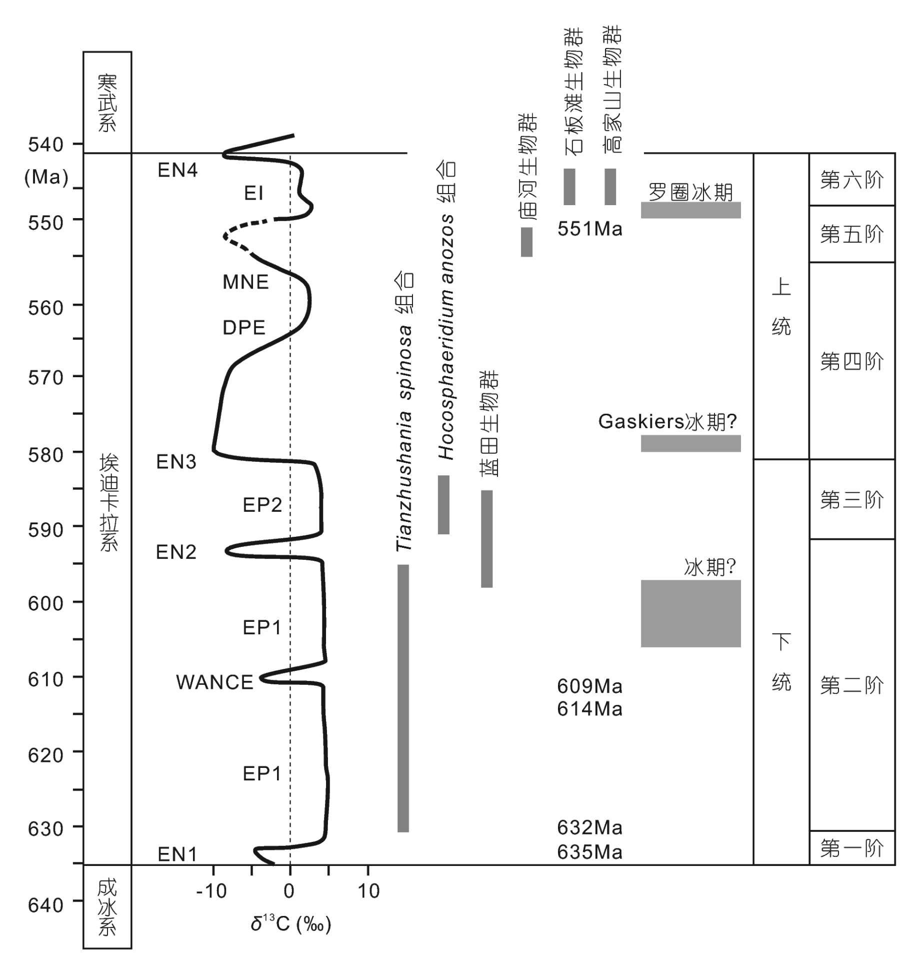


图 4 华南埃迪卡拉纪生物地层、碳同位素化学地层、古气候事件、放射性同位素年龄及中国埃迪卡拉系划分方案

资料来源见正文描述. EN1, Ediacaran negative δ^{13}C excursion 1; EP1, Ediacaran positive δ^{13}C excursion 1; EN2, Ediacaran negative δ^{13}C excursion 2; EP2, Ediacaran positive δ^{13}C excursion 2; EN3, Ediacaran negative δ^{13}C excursion 3; EI, Ediacaran intermediate δ^{13}C values; EN4, Ediacaran negative δ^{13}C excursion 4; WANCE, Weng′an negative δ^{13}C excursion; DPE, Diaoyapo positive δ^{13}C excursion; MNE, Miaohe negative δ^{13}C excursion

中, EN1、EN3、EI, 以及EN4具有全球广布的特征, 表明它们不是区域性现象, 可能反映了全球性的海洋碳同位素组成变化特征. 因此, 这些碳同位素特征不仅能够在区域上, 而且在全球范围内都能够作为埃迪卡拉系化学地层对比的标志(Xiao等, 2016).

Jiang等(2007)发现在埃迪卡拉纪的海洋中, 浅水台地相和深水盆地相碳酸盐岩碳同位素值存在一个显著的梯度变化, 深水盆地相埃迪卡拉系碳同位素值基本分布在负值范围内, 且纵向变化幅度小于浅水台地相剖面(Wang等, 2014, 2017a). 与浅水台地相比, 深水盆地环境也相对缺少碳酸盐沉积. 因此, 利用碳同位素化学地层进行浅水台地相和深水盆地相埃迪卡拉系地层对比受到一定限制. 另外, 早期成岩阶段形成的与甲烷或有机质厌氧氧化有关的自生碳酸盐沉积一般都具有极低的碳同位素值, 它的出现在一定程度上会影响到我们对古海水碳同位素组成特征的认识, 从而影响不同剖面间碳同位素化学地层对比(Cui等, 2017; Zhou等, 2016).

4.4 中国埃迪卡拉纪事件地层学

埃迪卡拉纪发生了影响比较显著的寒冷气候事件, 但与成冰纪的全球性冰期相比, 埃迪卡拉纪冰期的影响范围相对较小. 目前埃迪卡拉纪冰期中研究比较深入的是Gaskiers冰期(~580Ma, Pu等, 2016), 它以加拿大纽芬兰Gaskiers组冰碛杂砾岩沉积为代表. 铁组分分析表明, 在Gaskiers冰期沉积之后, 纽芬兰地区深水

盆地相海水发生了氧化，这次氧化事件可能促使了随后埃迪卡拉生物群阿瓦隆组合(Avalon assemblage，以加拿大纽芬兰和英国Charnwood地区的埃迪卡拉生物群为代表)的出现(Canfield等, 2007). 然而, 在全世界范围内，埃迪卡拉纪时期零星分布的冰川沉积记录可能代表了不同时期的冰期事件.

在华北地台南缘和西缘、柴达木地块，以及新疆库鲁克塔格地区，紧挨着寒武纪早期地层之下都发育一套冰期沉积地层，它们是新疆库鲁克塔格地区汉格尔乔克组、柴达木全吉山地区的红铁沟组、贺兰山的正目观组、华北地台西南缘的罗圈组以及皖北的凤台组. 这些冰碛杂砾岩的上覆地层均为寒武纪早期沉积，而其下伏地层的时代差别很大，因此推测它们可能是同一时期的冰期记录. 青海全吉山红铁沟组之上的皱节山组和宁夏贺兰山地区的正目观组上部地层中产出包括*Palaeopascichnus minimus*和*Shaanxilithes* cf. *ningqiangensis*等实体化石组合(Shen等, 2007)，它们同时发现于华南埃迪卡拉系灯影组. 因此, 皱节山组和正目关组上部地层应属于埃迪卡拉纪晚期沉积(<551Ma)，其下伏的红铁沟组和正目关组冰碛岩可能代表了埃迪卡拉纪晚期的冰期沉积. 红铁沟组下伏地层红藻山组的碳同位素负漂移(Shen等，2010)可以与汉格尔乔克组之下水泉组的碳同位素变化相对比 (Xiao等，2004)，二者都可能对应于华南埃迪卡拉系陡山沱组上部的碳同位素负漂移(EN3). 因此，碳同位素化学地层学对比也表明红铁沟组和汉格尔乔克组的沉积时代可能是埃迪卡拉纪晚期.

因此, 在华北地台的南缘和西缘, 以及柴达木地块和新疆库鲁克塔格地区，埃迪卡拉纪晚期的冰川沉积可以作为区域地层对比的标志(图5). 此外，在华北地台燕山地区的天津蓟县剖面，寒武系府君山组底部出现一套砾岩，其下伏地层为元古界景儿峪组. 该套砾岩在和上、下地层的接触关系上与上述埃迪卡拉纪晚期冰期沉积(例如: 罗圈组)相同, 因此可能代表了华北地台内部的冰期沉积记录. 华南埃迪卡拉纪地层中没有发现冰川事件的直接沉积记录. 在湖北宜昌樟村坪地区陡山沱组下部地层中，Wang等(2017b)发现了硅化的钙芒硝状方解石(glendonite)，认为它们是同沉积期形成的六水方解石(ikaite)假晶，代表了接近冰点的寒冷气候环境的沉积，表明华南在埃迪卡拉纪早期可能存在区域性冰期事件(图4).

4.5 中国埃迪卡拉纪放射性同位素年龄

目前, 埃迪卡拉系内部已经获得3个非常精确的火山灰锆石TIMS U-Pb年龄数据，它们都来自湖北三峡地区的埃迪卡拉系剖面，分别是陡山沱组盖帽白云岩顶部(635.2±0.6)Ma，陡山沱组近底部(距盖帽白云岩顶部约6m之上)(632.5±0.5)Ma，以及陡山沱组顶部(551.1±0.7)Ma(图 4)(Condon等, 2005). 它们限定了新元古代南沱冰期结束的时间，即埃迪卡拉系的起始时间约为635Ma，冰期结束后微体真核生物出现的时间不晚于632Ma, 庙河生物群消失的时间不晚于551Ma, 而石板滩生物群的出现时间不早于551Ma.

刘鹏举等(2009)报道了宜昌樟村坪陡山沱组下磷矿层之上中白云岩近底部火山岩夹层的锆石SHRIMP II U-Pb年龄为(614.0±7.6)Ma, 通过详细的地层对比, 该年龄将磷酸盐化保存的瓮安生物群的地质时代限定为晚于614Ma. 近期，Zhou等(2017)报道了该地区陡山沱组上磷矿层底部的沉凝灰岩锆石SIMS U-Pb年龄为(609±5)Ma(图4)，该年龄代表了瓮安生物群的出现时间. Yang等(2017)报道了来自云南东部灯影组旧城段底部和中部两层火山灰的锆石SIMS U-Pb年龄分别为(553.6±2.7/3.8)Ma 和(546.3±2.7/3.8)Ma, 表明云南东部地区灯影组底部年龄可能老于湖北三峡地区.

新疆库鲁克塔格地区埃迪卡拉系扎摩克提组顶部火山岩锆石SHRIMP U-Pb年龄为(615±6)Ma(Xu等, 2009)，为塔里木盆地与华南扬子区埃迪卡拉纪地层对比提供了直接证据.

尽管过去十几年来获得了一系列埃迪卡拉纪地层的放射性同位素绝对年龄数据，但是在全世界范围内，埃迪卡拉系内部关键层位尚缺少可靠的同位素年龄，例如EN3/Shuram碳同位素强烈负漂移事件发生时间的不确定，影响到我们对埃迪卡拉纪碳同位素化学地层学标志、生物地层学标志，以及事件地层学标志之间的对比，从而进一步影响到埃迪卡拉系内部划分和洲际地层对比.

5 中国埃迪卡拉纪内部划分建议方案

埃迪卡拉系正式建立以来，中国地质工作者主要根据华南埃迪卡拉纪生物地层学和碳同位素化学地层学的研究进展，尝试开展了埃迪卡拉纪的内部划分工

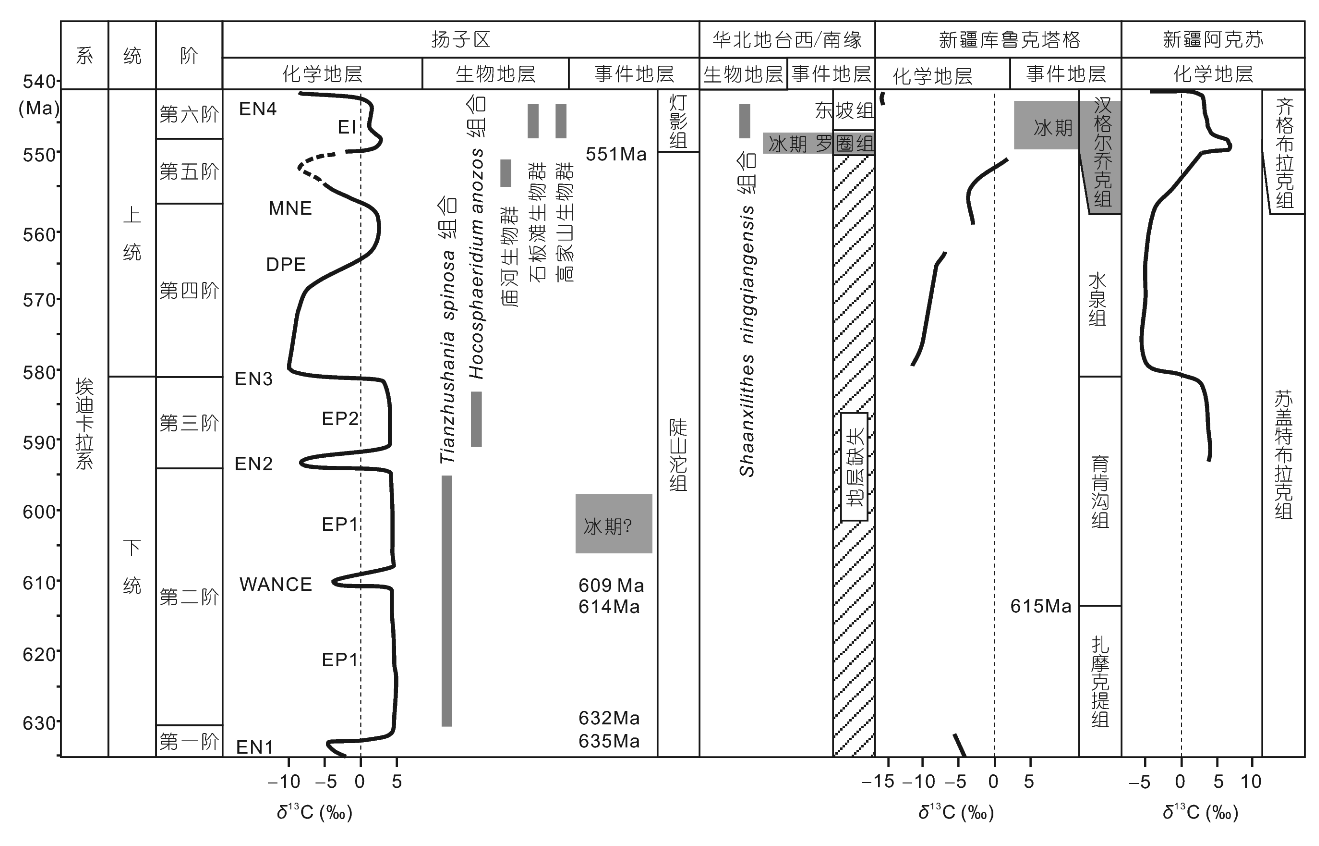


图 5　华南、华北和塔里木板块埃迪卡拉系综合地层对比

库鲁克塔格和阿克苏地区埃迪卡拉系碳同位素资料分别来自Xiao等(2004)和何秀斌等(2007)

作(表2). 汪啸风等(2001)建议将震旦系的底界置于三峡地区陡山沱组二段下部黑色页岩中刺饰疑源类的首现层位, 将震旦系分为二统四阶, 其中下统分为田家园子阶和庙河阶, 分别对应于陡山沱组二段和三段, 以及四段和灯影组蛤蟆井段; 上统分为四溪阶和龙灯峡阶, 分别对应于石板滩段和白马沱段. 该方案中震旦系底界相当于本文埃迪卡拉系第2阶的底界. Zhu等(2007)将埃迪卡拉系分为二统五阶, 华南陡山沱组中部的层序界线(SB2)作为下部峡东统(Xiadongian)和上部扬子统(Yangtzean)的界线, 同时该界线附近出现一次小幅度的碳同位素负漂移(即BAINCE/EN2). 峡东统分为两个阶, 第一阶的底界, 即埃迪卡拉系的底界, 位于陡山沱组一段盖帽白云岩的底部; 第二阶的底界放在陡山沱组底部碳同位素负漂移(CANCE/EN1)结束的层位. 扬子统分为三个阶, 第三阶的底界即是扬子统的底界, 第四阶的底界置于陡山沱组上部碳同位素显著负漂移(DOUNCE/EN3)的底部, 第五阶的底界放在管状化石Cloudinids的首现层位. 朱茂炎等(2016)在保留上述华南埃迪卡拉系二统五阶年代地层划分方案的基础上, 对统和阶底界的定义进行了修订, 其中下部峡东统和上部扬子统的界线被上移到DOUNCE/EN3碳同位素负漂移事件开始出现的层位, 第二阶的底界以WANCE事件的出现为标志, 第三阶的底界以BAINCE事件的出现为标志. 第四阶的底界即扬子统的底界, 而第五阶的底界仍以矿化Cloudinids类的首现为标志. 可以看出, 除了顶部的第五阶以生物地层标准定义外, 其余四个阶的底界均以碳同位素的负异常事件为标准确定. 刘鹏举等(2012)以生物地层序列为基础, 以碳同位素组成的重要变化层位为辅助, 提出湖北峡东地区埃迪卡拉纪二统五阶的年代地层划分方案, 其中下统峡东统分九龙湾阶和陈家园子阶, 上统扬子统分为吊崖坡阶、第四阶和第五阶. 九龙湾阶和陈家园子阶分别以陡山沱组二段和三段的刺饰疑源类组合为特征, 陈家园子阶的底界置于BAINCE/EN2碳同位素负漂移的始现层位. 扬子统的吊崖坡阶、第四阶和第五阶分别以埃迪卡拉纪中晚期宏体后生生物的三个组合为标

志，吊崖坡阶的底界(即扬子统底界)置于DOUNCE/EN3同位素负漂移事件的始现层位，以产出庙河生物群为特征. 第四阶以Vendotaenides类为主的宏体生物群组合为基础，其底界以EN3碳同位素负漂移的结束为标志，对应于EP3碳同位素正漂移及随后的稳定区(EI)的下部. 第五阶以具弱矿化骨骼的管状后生动物Cloudinids类的始现为标志. 在上述二统五阶划分方案的基础上，刘鹏举等(2016)进一步将峡东统的九龙湾阶和陈家园子阶分别细分为两个阶，而扬子统的三阶方案保持不变. 在二统七阶的新方案中，第二阶的底界被置于陡山沱组刺饰疑源类下组合特征分子的首现层位，而第四阶的底界被置于刺饰疑源类上组合特征分子的首现层位. 全国地层委员会于2014年发布了最新的《中国地层表》，其中震旦系(埃迪卡拉系)被划分为二统四阶，下震旦统包括九龙湾阶和陈家园子阶，上震旦统包括吊崖坡阶和灯影峡阶.

基于对中国(以华南扬子区为主)埃迪卡拉纪生物演化进程的认识，结合世界范围内埃迪卡拉系内部划分发展趋势，综合中国华南和西北地区埃迪卡拉纪生物地层学、同位素化学地层学、事件地层学和同位素地质年代学的研究成果, 本文认为, 不同于埃迪卡拉系以岩石地层界面(事件沉积)来定义其底界，埃迪卡拉系内部的统、阶的划分要首先充分考虑生物地层标志, 同时结合化学地层学和事件地层学的标志. 本文提出将中国埃迪卡拉系划分为二统六阶的划分方案，由于各个统和阶的层型剖面和点位尚待进一步讨论和落实, 建议方案中暂时称之为上统和下统, 阶一级的名称暂时以序号代替(如第一阶、第二阶等)(图4).

在华南，埃迪卡拉系上、下统界线最有潜力的划分标志是陡山沱组上部碳同位素的强烈负漂移(EN3/DOUNCE), 它与世界其他地区埃迪卡拉纪中部发生的Shuram/Wonoka excursion一起，代表了地质历史时期最强烈的碳同位素负漂移事件(Grotzinger等, 2011). 尽管目前对这次碳同位素负漂移的机制尚有不同认识，但其全球性分布的特征使其成为埃迪卡拉系最有竞争力的统一级的划分标志之一. 埃迪卡拉纪最显著的生物演化事件是早中期的以刺饰疑源类为代表的微体生物群被中晚期的埃迪卡拉宏体化石生物群所替代(Xiao等, 2016). 在华南, 陡山沱组上部的EN3碳同位素负漂移事件恰好处于这两个不同的生物类群更替的过渡层位. 在它之下出现的是在磷块岩和燧石结核中保存的以瓮安生物群为代表的微体生物群，而在它之上，则出现了以庙河生物群、石板滩生物群和高家山生物群为代表的宏体化石生物群. EN3(以及Shuram/Wonoka excursion)发生的时间目前还没有精确的放射性同位素年龄的限制，这在一定程度上导致了EN3和埃迪卡拉纪中期的古寒冷气候事件——Gaskiers冰期(~580 Ma)对比的不确定性. 本文建议埃迪卡拉系上统的底界放在碳同位素负漂移EN3由正值向负值转换的层位. 本文埃迪卡拉系上统底界的划分标准与刘鹏举等(2012，2016)，以及朱茂炎等(2016)的方案大体相同，尽管他们没有指出具体的底界层位.

埃迪卡拉系的底界定义在Marinoan冰期沉积(华南为南沱组)之上盖帽白云岩的底部. 盖帽白云岩沉积代表了冰期结束时全球范围内的一次碳酸盐岩沉积，盖帽白云岩中(特别是下部)大量存在的冰碛砾石表明当时还处于冰消期，因此它与冰期事件具有更密切的关系. 盖帽白云岩之上地层中以刺饰疑源类为代表的微体生物的出现表明冰期结束之后海洋真核生物开始了迅速的辐射(Zhou等, 2007), 标志着埃迪卡拉纪一个崭新的生物演化阶段的开始. 本文建议埃迪卡拉系下统第二阶的底界放在陡山沱组下部刺饰疑源类化石的首现层位，该方案是国际埃迪卡拉系地层分会第二阶底界的建议方案之一(Xiao等，2016)，与刘鹏举等(2016)埃迪卡拉系第二阶底界的划分方案基本相同. 在湖北三峡地区陡山沱组的代表性剖面—九龙湾剖面，该层位位于陡山沱组二段下部距盖帽白云岩顶部约2.8m的位置. 在碳同位素化学地层特征方面，该界线处于碳同位素值从EN1的负值向EP1的正值过渡阶段的动荡区. 在九龙湾剖面, 埃迪卡拉系第二阶地层以产出疑源类化石下组合——*Tianzhushania spinosa*生物带为特征. 埃迪卡拉系下统第一阶的底界即是埃迪卡拉系底界, 它位于陡山沱组盖帽白云岩的底部.

埃迪卡拉系下统第三阶在生物地层学方面以疑源类化石上组合——*Hocosphaeridium anozos*生物带为特征，该化石带的另一个重要特征是*Tianzhushania*属化石的减少或完全消失. 在与碳同位素化学地层特征的关系上处于EN2和EN3两次碳同位素负漂移事件发生层位之间, 即EP2分布的地层区间. 第三阶的底界定义有两种选择，其一是碳同位素负漂移EN2由正值向负值转换的层位, 其二是*Hocosphaeridium anozos*化石带中的代表性分子的首现层位. 本文第三阶的底界与

刘鹏举等(2016)和朱茂炎等(2016)划分方案中第三阶的底界大体一致.

由于本文对埃迪卡拉系上统的进一步划分建立在近年来湖北宜昌地区陡山沱组上部及其与灯影组过渡地层新认识的基础上(Zhou等, 2017; Xiao等, 2017), 本文埃迪卡拉系上统三个阶的划分方案与前人存在明显不同(刘鹏举等, 2016; 朱茂炎等, 2016).

埃迪卡拉系上统第四阶的底界即是上统的底界. 第四阶在湖北三峡地区包括陡山沱组三段上部至庙河段(庙河生物群化石产出层段)之间的地层. 目前华南第四阶地层中尚无有地层对比潜力的化石报道. 在化学地层方面, 该阶包括了EN3的主体部分, 以及DPE和MNE(Zhou等, 2017). 在世界范围内, 本文认为埃迪卡拉生物群阿瓦隆组合(575~560Ma)(Xiao等, 2016)出现在与华南第四阶时代相当的地层中.

埃迪卡拉系上统第五阶在华南以产出庙河生物群为特征, 在世界范围内可以与埃迪卡拉生物群白海组合(White Sea assemblage, 560~550Ma, 以俄罗斯白海地区和澳大利亚南部弗林德斯山地区产出的埃迪卡拉化石组合为代表)相对比. 本文建议第五阶的底界应优先选择在碳同位素负漂移MNE由正值向负值转换的层位, 或者庙河生物群化石分子首现的层位.

埃迪卡拉系第六阶在华南以产出石板滩生物群和高家山生物群为特征, 在世界范围内可以与埃迪卡拉生物群纳玛组合(Nama assembalge, 550~541Ma, 以纳米比亚纳玛群埃迪卡拉化石组合为代表)相对比. 碳同位素组成变化曲线显示第六阶地层的碳同位素值以相对稳定的高正值为特征(EI)(Jiang等, 2007; Zhou和Xiao, 2007). 第六阶的底界有两种选择, 其一是以*Shaanxilithes ningqiangensis*的首现层位作为第六阶的底界, 它位于陕西宁强埃迪卡拉系灯影组高家山段的下部(Hua等, 2007), 以及云南东部灯影组旧城段的近底部(张志亮等, 2015). 同时, *S. ningqiangensis*在西伯利亚、印度西北部, 以及纳米比亚南部的埃迪卡拉纪晚期地层都有报道(Zhuravlev等, 2009; Tarhan等, 2014; Darroch等, 2016; Wood等, 2017), 其中西伯利亚的*S. ningqiangensis*被误鉴定为*Gaojiashania*(Cai和Hua, 2011). 第二种选择是以锥管状化石*Conotubus hemiannulatus*的首现层位作为第六阶的底界. *Conotubus*被认为是埃迪卡拉纪晚期广泛分布的矿化管状化石*Cloudina*的未矿化的近亲(Hua等, 2007). 除华南扬子地区之外, 黄铁矿化的*Conotubus*标本在美国内华达深泉组(Deep Spring Formation)Esmeralda段被发现和报道(Smith等, 2016). 目前, 国际埃迪卡拉系末阶(Terminal Ediacaran Stage, TES)工作组已经启动了建阶工作, 以*Cloudina*的首现层位作为定义埃迪卡拉系末阶底界的潜力非常大. 因此, 本文倾向于以锥管状化石*Conotubus hemiannulatus*的首现层位作为中国埃迪卡拉系第六阶的底界, 以便将来中国层型和国际层型能够更好地衔接. *Cloudina sinensis*在华南扬子区出现的层位较高(Hua等, 2007), 不适宜作为第六阶底界的标准化石. 陕西宁强高家山剖面是高家山生物群的主要产地, *Shaanxilithes*和*Conotubus*等化石的生物地层分布清晰, 是埃迪卡拉系第六阶底界理想的候选层型剖面. 同时, 该剖面也是竞争国际埃迪卡拉系末阶层型非常有潜力的剖面.

6 中国主要板块埃迪卡拉系综合地层对比

本文以华南扬子板块埃迪卡拉纪地层为基础, 讨论中国华北和塔里木板块埃迪卡拉系的综合地层对比(图5).

在华北地区西缘和南缘以及胶辽徐淮地区, 中、新元古代地层与下伏古元古代-太古宙地层呈角度不整合接触, 上覆地层为寒武系沉积, 其整体地层序列发育是一致的. 但是, 由于能够用于地层对比的化石材料和同位素绝对年龄数据的相对缺乏, 该套地层的时代及区域对比一直存在不同认识. 在《中国地层典——新元古界》(邢裕盛等, 1996)以及最新的《中国地层表》中(全国地层委员会, 2014), 苏皖北部地区徐淮群和宿县群地层, 以及辽东半岛五行山群和金县群地层都被划归埃迪卡拉系(震旦系). 然而, 近年来生物地层学、同位素化学地层学和同位素地质年代学研究显示, 苏皖北部的徐淮群和宿县群在时代上早于华南扬子区的震旦系和南华系, 是新元古代早期的沉积地层(Tang等, 2013, 2015; Xiao等, 2014b). 如前文所述, 生物地层学和同位素化学地层学研究表明华北地台南缘和西缘的凤台组、罗圈组和正目观组冰碛砾岩是埃迪卡拉纪晚期的沉积(图5).

陕西高山河群和山西汝阳群中产出的以*Shuiyousphaeridium*和*Tappania*为代表的疑源类组合与澳大利亚Roper群产出的化石组合非常相似, 而后者的锆石U-

Pb年龄为(1492±3)Ma (Javaux等, 2001). Adams等(2007) 报道了产自美国西部Greyson组(>(1454±9)Ma)的*Tappania*化石. 因此, 生物地层学对比表明高山河群和汝阳群为中元古代早期沉积. 碳同位素化学地层学研究支持上述生物地层学的对比(Xiao等, 1997). 苏文博等(2012)报道河南汝州阳坡村剖面洛峪口组中部凝灰岩夹层的LA-MC-ICP-MS 锆石U-Pb年龄为(1611±8) Ma, Lan等(2014)报道了洛峪群三教堂组年轻的碎屑锆石年龄(1937.8±11.7)Ma, 以及成岩磷钇矿年龄(1411±27)Ma. Hu等(2014)报道汝阳群底部的碎屑锆石年龄为(1744±22)Ma. 上述年龄将汝阳群和洛峪群的时代限定为1700~1600Ma, 即古元古代晚期.

塔里木板块埃迪卡拉纪地层发育, 但古生物资料的缺乏使其难以与华南扬子区埃迪卡拉系进行精细对比. 阿克苏地区尤尔美那克组冰碛岩之上的苏盖特布拉克组和齐格布拉克组被认为分别与扬子区陡山沱组和灯影组进行对比. 最近, 苏盖特布拉克组底部发现了典型的盖帽白云岩(Wen等, 2015). 碳同位素地层研究显示, 苏盖特布拉克组和齐格布拉克组保存了EN1、EP2、EN3、 EP3、EI和EN4等华南扬子区埃迪卡拉系的碳同位素特征(Wen等, 2015; 何秀彬等, 2007), 进一步支持上述岩石地层对比(图5). 库鲁克塔格地区埃迪卡拉系扎摩克提组底部发育典型的盖帽白云岩沉积(Xiao等, 2004), 扎摩克提组和育肯沟组之间火山岩的锆石SHRIMP U-Pb年龄为(615±6)Ma(Xu等, 2009), 支持它们与扬子区陡山沱组进行对比. 水泉组的碳同位素分析显示出从底部低负值向上发生正漂移的变化趋势, 可以与扬子区陡山沱组上部的EN3进行对比(图5). 由于汉格尔乔克组冰碛岩位于水泉组之上和寒武系西山布拉克组之下, 因此在时代上处于扬子区的灯影组沉积期.

7　结论和存在问题

华南扬子区埃迪卡拉纪地层中发育多个特异保存化石生物群, 记录了自新元古代全球性冰期结束之后至寒武纪生命大爆发之前这段地质历史时期海洋生物群连续的演化轨迹, 同时为利用生物地层学手段对埃迪卡拉系进行划分对比打下良好的基础. 华南埃迪卡拉系浅水台地相区发育连续的碳酸盐岩沉积, 近年来系统的化学地层学研究基本揭示了埃迪卡拉纪古海洋的碳同位素变化特征, 为划分对比埃迪卡拉系提供了可靠的化学地层学手段. 在充分考虑华南扬子区埃迪卡拉纪生物地层学和同位素化学地层学研究进展的基础上, 结合放射性同位素地质年代学数据和国际埃迪卡拉系内部划分研究的主体趋势, 本文提出中国埃迪卡拉系二统六阶的划分方案, 其中上、下统分别包括三个阶. 在进一步深入开展生物地层学以及放射性同位素地质年代学研究的基础上, 华南埃迪卡拉系的部分统、阶的界线剖面具有成为国际层型剖面的潜力.

在目前生物地层学资料缺乏的情况下, 利用稳定碳同位素组成变化可以有效开展塔里木地区与华南埃迪卡拉纪地层的对比. 生物地层学和同位素化学地层学研究显示, 华北地台、柴达木地块和塔里木地块寒武纪早期地层之下的冰碛沉积, 在时代上应属于埃迪卡拉纪晚期(<580Ma), 晚于Gaskiers冰期(~580Ma).

华北地台胶东半岛、辽东半岛, 以及苏皖北部地区的元古代地层, 例如徐淮群和宿县群, 在时代上属于新元古代全球性冰期之前的沉积.

由于目前在中国不同板块以及华南扬子区不同相区(台地、斜坡、盆地), 埃迪卡拉纪地层的化石发育程度存在很大差异, 尤其是华南埃迪卡拉纪早中期的疑源类化石仅在燧石结核和磷块岩中保存, 这种埋藏保存偏差降低了它们的生物地层学潜力. 同时, 华南埃迪卡拉纪地层的重要划分对比标志——陡山沱组上部显著的碳同位素负漂移事件(EN3)与埃迪卡拉纪中期发生的Gaskiers冰期事件的对比需要精确的放射性同位素年龄数据的支持.

致谢　中国科学院南京地质古生物研究所前寒武纪项目组成员参与了野外考察和讨论. 感谢两位审稿专家提出的修改建议.

参考文献

陈孟莪, 王义昭. 1977. 峡东区上震旦统灯影组中段的管状动物化石. 科学通报, Z1: 219–221

丁莲芳, 李勇, 胡夏嵩, 肖娅萍, 苏春乾, 黄建成. 1996. 震旦纪庙河生物群. 北京: 地质出版社. 1–221

何秀彬, 徐备, 袁志云. 2007. 新疆柯坪地区新元古代晚期地层碳同位素组成及其对比. 科学通报, 52: 107–113

华洪, 张录易, 张子福, 王静平. 2001. 高家山生物群化石组合面貌及其特征. 地层学杂志, 25: 10–17

刘鸿允等. 1991. 中国震旦系. 北京: 科学出版社. 1–388

刘鹏举, 尹崇玉, 高林志, 唐烽, 陈寿铭. 2009. 湖北宜昌樟村坪埃迪卡拉系陡山沱组微体化石新材料及锆石SHRIMP U-Pb 年龄. 科学通报, 54: 774–780
刘鹏举, 尹崇玉, 陈寿铭, 李猛, 高林志, 唐烽. 2012. 华南峡东地区埃迪卡拉(震旦)纪年代地层划分初探. 地质学报, 86: 849–866
刘鹏举, 尹崇玉, 唐烽. 2016. 华南埃迪卡拉纪(震旦纪)生物地层学研究进展. 见: 孙枢、王铁冠,主编. 中国东部中-新元古界地质学与油气资源. 北京: 科学出版社. 89–103
欧阳晴, 周传明, 关成国, 王伟. 2015. 宜昌峡东地区埃迪卡拉系陡山沱组疑源类化石新材料及其生物地层学意义. 古生物学报, 54: 207–229
彭善池, 汪啸风, 肖书海, 童金南, 华洪, 朱茂炎, 赵元龙. 2012. 建议在我国统一使用全球通用的正式年代地层单位——埃迪卡拉系(纪). 地层学杂志, 36: 55–59
全国地层委员会. 1983. 《晚前寒武纪地层分类命名会议》纪要. 地层学杂志, 7: 28–29
全国地层委员会. 2001. 中国区域年代地层(地质年代)表(1). 地层学杂志, 25(增刊): 359
全国地层委员会. 2014. 中国地层表. 北京: 地质出版社. 1
苏文博, 李怀坤, 徐莉, 贾松海, 耿建珍, 周红英, 王志宏, 蒲含勇. 2012. 华北克拉通南缘洛峪群-汝阳群属于中元古界长城系——河南汝州洛峪口组层凝灰岩锆石LA-MC-ICPMS U-Pb 年龄的直接约束. 地质调查与研究, 35: 96–108
汪啸风, 陈孝红, 王传尚, 陈立德. 2001. 震旦系底界及内部年代地层划分. 地层学杂志, 25(增刊): 370–376
邢裕盛. 1988. 年代地层. 见:赵自强, 邢裕盛, 丁启秀, 刘桂芝, 赵雅秀, 张树森, 孟宪鋆, 尹崇玉, 宁伯儒, 韩培光. 1988. 湖北震旦系. 北京: 中国地质大学出版社. 59–67
邢裕盛, 高振家, 王自强, 高林志, 尹崇玉. 1996. 中国地层典: 新元古界. 北京: 地质出版社. 1–117
薛耀松, 曹瑞骥, 唐天福, 尹磊明, 俞从流, 杨杰东. 2001. 扬子区震旦纪地层序列和南、北方震旦系对比. 地层学杂志, 25: 207–216
尹崇玉, 刘鹏举, 陈寿铭, 唐烽, 高林志, 王自强. 2009. 峡东地区埃迪卡拉系陡山沱组疑源类生物地层序列. 古生物学报, 48: 146–154
尹磊明, 李再平. 1978. 西南地区前寒武纪微体植物群及其地层意义. 中国科学院南京地质古生物研究所集刊, 10: 41–108
袁训来, 万斌, 关成国, 陈哲, 周传明, 肖书海, 王伟, 庞科, 唐卿, 华洪. 2016. 蓝田生物群. 上海科学技术出版社. 上海: 1–138
袁训来, 肖书海, 尹磊明, 安德鲁诺尔, 周传明, 穆西南. 2002. 陡山沱期生物群—— 早期动物辐射前夕的生命. 合肥: 中国科学技术大学出版社. 1–171
张志亮, 华洪, 张志飞. 2015. 埃迪卡拉纪疑难化石*Shaanxilithes*在云南王家湾剖面的发现及地层意义. 古生物学报, 54: 12–28
赵元龙, 何明华, 陈孟莪, 彭进, 喻美艺, 王约, 杨荣军, 王平丽, 张振晗. 2004. 新元古代陡山沱期庙河生物群在贵州江口的发现. 科学通报, 49: 1916–1918
周传明, 袁训来, 肖书海. 2002. 扬子地台新元古代陡山沱期磷酸盐化生物群. 科学通报, 47: 1734–1739
朱茂炎, 张俊明, 杨爱华, 李国祥, 赵方臣, 吕苗, 殷宗军. 2016. 华南新元古代地层、生-储-盖层发育与沉积环境. 见: 孙枢、王铁冠, 主编. 中国东部中-新元古界地质学与油气资源. 北京: 科学出版社. 107–135
Adam Z R, Skidmore M L, Mogk D W, Butterfield N J. 2017. A Laurentian record of the earliest fossil eukaryotes. Geology, 45: 387–390
An Z, Jiang G, Tong J, Tian L, Ye Q, Song H, Song H. 2015. Stratigraphic position of the Ediacaran Miaohe biota and its constrains on the age of the upper Doushantuo $\delta^{13}C$ anomaly in the Yangtze Gorges area, South China. Precambrian Res, 271: 243–253
Anderson R P, Macdonald F A, Jones D S, McMahon S, Briggs D E G. 2017. Doushantuo-type microfossils from latest Ediacaran phosphorites of northern Mongolia. Geology, 45: 1079–1082
Cai Y, Hua H, Zhuravlev A Y, Gámez Vintaned J A, Ivantsov A Y. 2011. Discussion of ‘First finds of problematic Ediacaran fossil *Gaojiashania* in Siberia and its origin’. Geol Mag, 148: 329–333
Cai Y, Xiao S, Hua H, Yuan X. 2015. New material of the biomineralizing tubular fossil Sinotubulites from the late Ediacaran Dengying Formation, South China. Precambrian Res, 261: 12–24
Canfield D E, Poulton S W, Narbonne G M. 2007. Late-Neoproterozoic deep-ocean oxygenation and the rise of animal life. Science, 315: 92–95
Chen Z, Zhou C, Meyer M, Xiang K, Schiffbauer J D, Yuan X, Xiao S. 2013. Trace fossil evidence for Ediacaran bilaterian animals with complex behaviors. Precambrian Res, 224: 690–701
Chen Z, Zhou C, Xiao S, Wang W, Guan C, Hua H, Yuan X. 2014. New Ediacara fossils preserved in marine limestone and their ecological implications. Sci Rep, 4: 4180
Cloud P, Glaessner M F. 1982. The Ediacarian Period and System: Metazoa inherit the Earth. Science, 217: 783–792
Condon D, Zhu M, Bowring S, Wang W, Yang A, Jin Y. 2005. U-Pb ages from the Neoproterozoic Doushantuo Formation, China. Science, 308: 95–98
Cortijo I, Martí Mus M, Jensen S, Palacios T. 2015. Late Ediacaran skeletal body fossil assemblage from the Navalpino anticline, central Spain. Precambrian Res, 267: 186–195
Cui H, Kaufman A J, Xiao S, Zhou C, Liu X M. 2017. Was the Ediacaran Shuram Excursion a globally synchronized early diagenetic event? Insights from methane-derived authigenic carbonates in the uppermost Doushantuo Formation, South China. Chem Geol, 450: 59–80
Darroch S A F, Boag T H, Racicot R A, Tweedt S, Mason S J, Erwin D H, Laflamme M. 2016. A mixed Ediacaran-metazoan assemblage from the Zaris Sub-basin, Namibia. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 459: 198–208
Fike D A, Grotzinger J P, Pratt L M, Summons R E. 2006. Oxidation of

the Ediacaran Ocean. Nature, 444: 744–747

Glaessner M F. 1966. Precambrian palaeontology. Earth-Sci Rev, 1: 29–50

Grabau A W. 1922. The Sinian System. Bull Geol Soc China, 1: 44–88

Gradstein F M, Ogg J G, Smith A G, Bleeker W, Lourens L J. 2004. A new Geologic Time Scale, with special reference to Precambrian and Neogene. Episodes, 27: 83–100

Grey K. 2005. Ediacaran palynology of Australia. Memoirs of the Association of Australasian Palaeontologists, 31: 1–439

Grotzinger J P, Fike D A, Fischer W W. 2011. Enigmatic origin of the largest-known carbon isotope excursion in Earth's history. Nat Geosci, 4: 285–292

Harland W B. 1964. Critical evidence for a great infra-Cambrian glaciation. Geol Rundsch, 54: 45–61

Harland W B, Armstrong R L, Cox A V, Craig L E, Smith A G, Smith D G. 1990. A Geologic Time Scale 1989. Cambridge: Cambridge University Press. 1–263

Harland W B, Rudwick M J S. 1964. The great Infra-Cambrian ice age. Sci Amer, 211: 28–36

Hawkins A D, Xiao S, Jiang G, Wang X, Shi X. 2017. New biostratigraphic and chemostratigraphic data from the Ediacaran Doushantuo Formation in intra-shelf and upper slope facies of the Yangtze platform: Implications for biozonation of acanthomorphic acritarchs in South China. Precambrian Res, 300: 28–39

Hu G, Zhao T, Zhou Y. 2014. Depositional age, provenance and tectonic setting of the Proterozoic Ruyang Group, southern margin of the North China Craton. Precambrian Res, 246: 296–318

Hua H, Chen Z, Yuan X. 2007. The advent of mineralized skeletons in Neoproterozoic Metazoa—New fossil evidence from the Gaojiashan Fauna. Geol J, 42: 263–279

Javaux E, Knoll A H, Walter M R. 2001. Morphological and ecological complexity in early eukaryotic Ecosystems. Nature, 412: 66–69

Jenkins R J F. 1981. The concept of an "Ediacaran Period" and its stratigraphic significance in Australia. T Roy Soc South Aust, 105: 179–194

Jiang G, Kaufman A J, Christie-Blick N, Zhang S, Wu H. 2007. Carbon isotope variability across the Ediacaran Yangtze platform in South China: Implications for a large surface-to-deep ocean δ^{13}C gradient. Earth Planet Sci Lett, 261: 303–320

Joshi H, Tiwari M. 2016. Tianzhushania spinosa and other large acanthomorphic acritarchs of Ediacaran Period from the Infrakrol Formation, Lesser Himalaya, India. Precambrian Res, 286: 325–336

Kao C S, Hsiung Y H, Kao P. 1934. Preliminary notes on Sinian stratigraphy of North China. Bull Geol Soc China, 13: 243–288

Knoll A H. 1992. Microfossils in metasedimentary cherts of the Scotia Group, Prins Karls Forland, western Svalbard. Palaeontology, 35: 751–774

Knoll A, Walter M, Narbonne G, Christie-Blick N. 2006. The Ediacaran Period: A new addition to the geologic time scale. Lethaia, 39: 13–30

Lambert I B, Walter M R, Wenlong Z, Songnian L, Guogan M. 1987. Palaeoenvironment and carbon isotope stratigraphy of Upper Proterozoic carbonates of the Yangtze Platform. Nature, 325: 140–142

Lan Z, Li X, Chen Z Q, Li Q, Hofmann A, Zhang Y, Zhong Y, Liu Y, Tang G, Ling X, Li J. 2014. Diagenetic xenotime age constraints on the Sanjiaotang Formation, Luoyu Group, southern margin of the North China Craton: Implications for regional stratigraphic correlation and early evolution of eukaryotes. Precambrian Res, 251: 21–32

Lee J S, Chao. Y T. 1924. Geology of the Gorge district of the Yangtze from Ichang to Tzekuei with special reference to development of the Gorges. Bull Geol Soc China, 3: 351–392

Li Z X, Bogdanova S V, Collins A S, Davidson A, De Waele B, Ernst R E, Fitzsimons I C W, Fuck R A, Gladkochub D P, Jacobs J, Karlstrom K E, Lu S, Natapov L M, Pease V, Pisarevsky S A, Thrane K, Vernikovsky V. 2008. Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: A synthesis. Precambrian Res, 160: 179–210

Li Z X, Evans D A D, Halverson G P. 2013. Neoproterozoic glaciations in a revised global palaeogeography from the breakup of Rodinia to the assembly of Gondwanaland. Sediment Geol, 2013: 219–232

Liu P, Chen S, Zhu M, Li M, Yin C, Shang X. 2014a. High-resolution biostratigraphic and chemostratigraphic data from the Chenjiayuanzi section of the Doushantuo Formation in the Yangtze Gorges area, South China: Implication for subdivision and global correlation of the Ediacaran System. Precambrian Res, 249: 199–214

Liu P, Xiao S, Yin C, Chen S, Zhou C, Li M. 2014b. Ediacaran acanthomorphic acritarchs and other microfossils from chert nodules of the upper Doushantuo Formation in the Yangtze Gorges area, South China. J Paleont, 88: 1–139

Liu P, Yin C, Chen S, Tang F, Gao L. 2013. The biostratigraphic succession of acanthomorphic acritarchs of the Ediacaran Doushantuo Formation in the Yangtze Gorges area, South China and its biostratigraphic correlation with Australia. Precambrian Res, 225: 29–43

Lu M, Zhu M, Zhang J, Shields-Zhou G, Li G, Zhao F, Zhao X, Zhao M. 2013. The DOUNCE event at the top of the Ediacaran Doushantuo Formation, South China: Broad stratigraphic occurrence and non-diagenetic origin. Precambrian Res, 225: 86–109

McFadden K A, Huang J, Chu X, Jiang G, Kaufman A J, Zhou C, Yuan X, Xiao S. 2008. Pulsed oxidation and biological evolution in the Ediacaran Doushantuo Formation. Proc Natl Acad Sci USA, 105: 3197–3202

McFadden K A, Xiao S, Zhou C, Kowalewski M. 2009. Quantitative evaluation of the biostratigraphic distribution of acanthomorphic acritarchs in the Ediacaran Doushantuo Formation in the Yangtze

Gorges area, South China. Precambrian Res, 173: 170–190
Moczydłowska M, Nagovitsin K E. 2012. Ediacaran radiation of organic-walled microbiota recorded in the Ura Formation, Patom Uplift, East Siberia. Precambrian Res, 198-199: 1–24
Narbonne G M, Xiao S, Shields G A, Gehling J G. 2012. Chapter 18: The Ediacaran Period. In: Gradstein F M, Ogg J G, Schmitz M D, Ogg G M, eds. The Geologic Time Scale. Boston: Elsevier. 413–435
Plumb K A. 1991. New Precambrian time scale. Episodes, 14: 139–140
Pu J P, Bowring S A, Ramezani J, Myrow P, Raub T D, Landing E, Mills A, Hodgin E, Macdonald F A. 2016. Dodging snowballs: Geochronology of the Gaskiers glaciation and the first appearance of the Ediacaran biota. Geology, 44: 955–958
Ouyang Q, Guan C, Zhou C, Xiao S. 2017. Acanthomorphic acritarchs of the Doushantuo Formation from an upper slope section in northwestern Hunan Province, South China, with implications for early-middle Ediacaran biostratigraphy. Precambrian Res, 298: 512–529
Sahoo S K, Planavsky N J, Jiang G, Kendall B, Owens J D, Wang X, Shi X, Anbar A D, Lyons T W. 2016. Oceanic oxygenation events in the anoxic Ediacaran ocean. Geobiology, 14: 457–468
Sahoo S K, Planavsky N J, Kendall B, Wang X, Shi X, Scott C, Anbar A D, Lyons T W, Jiang G. 2012. Ocean oxygenation in the wake of the Marinoan glaciation. Nature, 489: 546–549
Scott C, Lyons T W, Bekker A, Shen Y, Poulton S W, Chu X, Anbar A D. 2008. Tracing the stepwise oxygenation of the Proterozoic ocean. Nature, 452: 456–459
Shen B, Xiao S, Dong L, Chuanming Z, Liu J. 2007. Problematic macrofossils from Ediacaran successions in the North China and Chaidam blocks: Implications for their evolutionary roots and biostratigraphic significance. J Paleont, 81: 1396–1411
Shen B, Xiao S, Zhou C, Kaufman A J, Yuan X. 2010. Carbon and sulfur isotope chemostratigraphy of the Neoproterozoic Quanji Group of the Chaidam Basin, NW China: Basin stratification in the aftermath of an Ediacaran glaciation postdating the Shuram event? Precambrian Res, 177: 241–252
Smith E F, Nelson L L, Strange M A, Eyster A E, Rowland S M, Schrag D P, Macdonald F A. 2016. The end of the Ediacaran: Two new exceptionally preserved body fossil assemblages from Mount Dunfee, Nevada, USA. Geology, 44: 911–914
Sokolov B S. 1952. On the age of the old sedimentary cover of the Russian Platform. Izvestiya Akademii Nauk SSSR, 5: 21–31
Tang F, Bengtson S, Wang Y, Wang X, Yin C. 2011. Eoandromeda and the origin of Ctenophora. Evol Dev, 13: 408–414
Tang F, Yin C, Bengtson S, Liu P, Wang Z, Gao L. 2008. Octoradiate Spiral Organisms in the Ediacaran of South China. Acta Geol Sin, 82: 27–34
Tang Q, Pang K, Xiao S, Yuan X, Ou Z, Wan B. 2013. Organic-walled microfossils from the early Neoproterozoic Liulaobei Formation in the Huainan region of North China and their biostratigraphic significance. Precambrian Res, 236: 157–181
Tang Q, Pang K, Yuan X, Wan B, Xiao S. 2015. Organic-walled microfossils from the Tonian Gouhou Formation, Huaibei region, North China Craton, and their biostratigraphic implications. Precambrian Res, 266: 296–318
Tarhan L G, Hughes N C, Myrow P M, Bhargava O N, Ahluwalia A D, Kudryavtsev A B. 2014. Precambrian-Cambrian boundary interval occurrence and form of the enigmatic tubular body fossil *Shaanxilithes ningqiangensis* from the Lesser Himalaya of India. Palaeontology, 57: 283–298
Vidal G. 1990. Giant acanthomorph acritarchs from the upper Proterozoic in southern Norway. Palaeontology, 33: 287–298
Wang W, Guan C, Zhou C, Peng Y, Pratt L M, Chen X, Chen L, Chen Z, Yuan X, Xiao S. 2017a. Integrated carbon, sulfur, and nitrogen isotope chemostratigraphy of the Ediacaran Lantian Formation in South China: Spatial gradient, ocean redox oscillation, and fossil distribution. Geobiology, 15: 552–571
Wang W, Zhou C, Guan C, Yuan X, Chen Z, Wan B. 2014. An integrated carbon, oxygen, and strontium isotopic studies of the Lantian Formation in South China with implications for the Shuram anomaly. Chem Geol, 373: 10–26
Wang Z, Wang J, Suess E, Wang G, Chen C, Xiao S. 2017b. Silicified glendonites in the Ediacaran Doushantuo Formation (South China) and their potential paleoclimatic implications. Geology, 45: 115–118
Wen B, Evans D A D, Li Y X, Wang Z, Liu C. 2015. Newly discovered Neoproterozoic diamictite and cap carbonate (DCC) couplet in Tarim Craton, NW China: Stratigraphy, geochemistry, and paleoenvironment. Precambrian Res, 271: 278–294
Willman S, Moczydłowska M. 2008. Ediacaran acritarch biota from the Giles 1 drillhole, Officer Basin, Australia, and its potential for biostratigraphic correlation. Precambrian Res, 162: 498–530
Wood R A, Zhuravlev A Y, Sukhov S S, Zhu M, Zhao F. 2017. Demise of Ediacaran dolomitic seas marks widespread biomineralization on the Siberian Platform. Geology, 45: 27–30
Xiao S, Bao H, Wang H, Kaufman A J, Zhou C, Li G, Yuan X, Ling H. 2004. The Neoproterozoic Quruqtagh Group in eastern Chinese Tianshan: Evidence for a post-Marinoan glaciation. Precambrian Res, 130: 1–26
Xiao S, Bykova N, Kovalick A, Gill B C. 2017. Stable carbon isotopes of sedimentary kerogens and carbonaceous macrofossils from the Ediacaran Miaohe Member in South China: Implications for stratigraphic correlation and sources of sedimentary organic carbon. Precambrian Res, 302: 171–179
Xiao S, Droser M, Gehling J G, Hughes I V, Wan B, Chen Z, Yuan X. 2013. Affirming life aquatic for the Ediacara biota in China and Australia. Geology, 41: 1095–1098

Xiao S, Knoll A H, Kaufman A J, Yin L, Zhang Y. 1997. Neoproterozoic fossils in Mesoproterozoic rocks? Chemostratigraphic resolution of a biostratigraphic conundrum from the North China Platform. Precambrian Res, 84: 197–220

Xiao S, Laflamme M. 2009. On the eve of animal radiation: phylogeny, ecology and evolution of the Ediacara biota. Trends Ecol Evol, 24: 31–40

Xiao S, Muscente A D, Chen L, Zhou C, Schiffbauer J D, Wood A D, Polys N F, Yuan X. 2014a. The Weng'an biota and the Ediacaran radiation of multicellular eukaryotes. Nat Sci Rev, 1: 498–520

Xiao S, Narbonne G M, Zhou C, Laflamme M, Grazhdankin D V, Moczydlowska-Vidal M, Cui H. 2016. Towards an Ediacaran Time Scale: Problems, protocols, and prospects. Episodes, 39: 540–555

Xiao S, Yuan X, Steiner M, Knoll A H. 2002. Macroscopic carbonaceous compressions in a terminal Proterozoic shale: A systematic reassessment of the Miaohe biota, south China. J Paleont, 76: 347–376

Xiao S, Zhou C, Liu P, Wang D, Yuan X. 2014b. Phosphatized acanthomorphic acritarchs and related microfossils from the Ediacaran Doushantuo Formation at Weng'an (South China) and their implications for biostratigraphic correlation. J Paleont, 88: 1–67

Xu B, Xiao S, Zou H, Chen Y, Li Z, Song B, Liu D, Zhou C, Yuan X. 2009. SHRIMP zircon U-Pb age constraints on Neoproterozoic Quruqtagh diamictites in NW China. Precambrian Res, 168: 247–258

Yang C, Li X H, Zhu M, Condon D J. 2017. SIMS U-Pb zircon geochronological constraints on upper Ediacaran stratigraphic correlations, South China. Geol Mag, 154: 1202–1216

Yang J, Sun W, Wang Z, Xue Y, Tao X. 1999. Variations in Sr and C isotopes and Ce anomalies in successions from China: Evidence for the oxygenation of Neoproterozoic seawater? Precambrian Res, 93: 215–233

Ye Q, Tong J, An Z, Hu J, Tian L, Guan K, Xiao S. 2017. A systematic description of new macrofossil material from the upper Ediacaran Miaohe Member in South China. J Systatic Palaeont, doi:10.1080/14772019.2017.1404499

Yin C, Liu P, Awramik S M, Chen S, Tang F, Gao L, Wang Z, Riedman L A. 2011. Acanthomorph biostratigraphic succession of the Ediacaran Doushantuo Formation in the east Yangtze Gorges, South China. Acta Geol Sin, 85: 283–295

Yin L, Zhu M, Knoll A H, Yuan X, Zhang J, Hu J. 2007. Doushantuo embryos preserved inside diapause egg cysts. Nature, 446: 661–663

Yuan X, Chen Z, Xiao S, Zhou C, Hua H. 2011. An early Ediacaran assemblage of macroscopic and morphologically differentiated eukaryotes. Nature, 470: 390–393

Zang W, Walter M R. 1992. Late Proterozoic and Early Cambrian microfossils and biostratigraphy, northern Anhui and Jiangsu, central-eastern China. Precambrian Res, 57: 243–323

Zhang Y, Yin L, Xiao S, Knoll A H. 1998. Permineralized fossils from the terminal Proterozoic Doushantuo Formation, South China. Paleontol Soc Memoir, 50: 1–52

Zhou C, Guan C, Cui H, Ouyang Q, Wang W. 2016. Methane-derived authigenic carbonate from the lower Doushantuo Formation of South China: Implications for seawater sulfate concentration and global carbon cycle in the early Ediacaran ocean. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 461: 145–155

Zhou C, Li X H, Xiao S, Lan Z, Ouyang Q, Guan C, Chen Z. 2017. A new SIMS zircon U-Pb date from the Ediacaran Doushantuo Formation: Age constraint on the Weng'an biota. Geol Mag, 154: 1193–1201

Zhou C, Xiao S. 2007. Ediacaran δ^{13}C chemostratigraphy of South China. Chem Geol, 237: 89–108

Zhou C, Xiao S, Wang W, Guan C, Ouyang Q, Chen Z. 2017. The stratigraphic complexity of the middle Ediacaran carbon isotopic record in the Yangtze Gorges area, South China, and its implications for the age and chemostratigraphic significance of the Shuram excursion. Precambrian Res, 288: 23–38

Zhou C, Xie G, McFadden K, Xiao S, Yuan X. 2007. The diversification and extinction of Doushantuo-Pertatataka acritarchs in South China: causes and biostratigraphic significance. Geol J, 42: 229–262

Zhu M, Gehling J G, Xiao S, Zhao Y, Droser M L. 2008. Eight-armed Ediacara fossil preserved in contrasting taphonomic windows from China and Australia. Geology, 36: 867–870

Zhu M, Lu M, Zhang J, Zhao F, Li G, Aihua Y, Zhao X, Zhao M. 2013. Carbon isotope chemostratigraphy and sedimentary facies evolution of the Ediacaran Doushantuo Formation in western Hubei, South China. Precambrian Res, 225: 7–28

Zhu M, Zhang J, Yang A. 2007. Integrated Ediacaran (Sinian) chronostratigraphy of South China. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 254: 7–61

Zhuravlev A Y, Vintaned J A G, Ivantsov A Y. 2009. First finds of problematic Ediacaran fossil Gaojiashania in Siberia and its origin. Geol Mag, 146: 775–780

(责任编委: 沈树忠)